: https://dx.doi.org/10.22067/jgrd.2021.50776.0
مقالهٔ پژوهشی- کاربردی

مجلّهٔ جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای، سال هجدهم، شمارهٔ ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۹، شمارهٔ پیاپی ۳۵

اثر عوامل دورپیوندی و انتشار موج راسبی بر الگوهای جوی در بارش سیل‌آسای ایلام و پیش‌بینی‌پذیری آن با استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF

تورج جمشیدی خزلی (دانشجوی دکتری هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران)
jamshidi.toraj@gmail.com
عباس رنجبر سعادت آبادی (دانشیار، گروه پیش‌آگاهی مخاطرات جوی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران، نویسنده مسئول)
a-ranjbar@irimo.ir
محمد علی نصراصفهانی (استادیار، گروه مهندسی آب، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران)
mnasr@sku.ac.ir
سحر تاجبخش مسلمان (استادیار، گروه کاوش‌های جوی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران)
sahartajbakhsh@gmail.com
علیرضا محب‌الحجه (استاد فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران)
amoheb@ut.ac.ir

صص ۱۳۷ ـ ۱۱۳

چکیده

در دورهٔ آماری ۲۰۱۸-۱۹۸۷ بارش بی‌سابقه‌ای در اکتبر ۲۰۱۵ در بازهٔ زمانی ۷۲ ساعته به مقدار ۳۲۰ میلی‌متر در ایلام ثبت شد. این بارش سنگین از دیدگاه دورپیوندی، شار فعالیت موج راسبی و همچنین از نظر همدیدی-دینامیکی مورد بررسی قرار گرفته است. برای بررسی کمیت‌های هواشناختی از داده‌های بازتحلیل ERA5 با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه استفاده شده است. برای تعیین پیش‌بینی‌پذیری بارش فوق، مدل WRF برای سه حوزه تودرتو با تفکیک افقی به‌ترتیب ۳۶، ۱۲ و ٤ کیلومتر اجرا و سپس مقادیر بارش شبیه‌سازی با دیدبانی مقایسه شدند. نتایج نشان می‌دهن که براساس شار فعالیت موج راسبی، فعالیت این سامانه از عرض‌های میانی

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۱/۱۰ تاریخ تصویب: ۱۳۹۹/۰۹/۱۵

تأمین شده است. همچنین ترکیب دو سامانهٔ کم‌فشار قوی سودان و مدیترانه، تأثیر توفان حاره‌ای چاپالا به عنوان عامل تزریق رطوبت مضاعف به منطقه، بندال ایجادشده در سطوح میانی جو، پشتهٔ شکل‌گرفته در عرض‌های جنوبی ایران و همچنین تأثیر رشته‌کوه زاگرس از عوامل تأثیرگذار بر این بارش سنگین است. نتایج بررسی دورپیوندی نشان داد که شاخهٔ نزولی النینوی متوسط تا قوی مانع حرکت هستهٔ همرفتی فاز ۲ و قوی MJO به سمت شرق بوده است. هنگامی که MJO در فاز ۲ قرار داشته، بر روی مناطق جنوبی ایران یک بندال و گسترش پشته در سطوح بالا رخ داده و هم‌زمان با فاز مثبت NAO نیز یک واگرایی در سطوح بالا بر روی دریای مدیترانه (شکل‌گیری چرخند در شرق دریای مدیترانه) مشاهده شده است. بر طبق نتایج شبیه‌سازی مدل WRF، ضریب همبستگی ۸۸٪ با سطح معنی‌داری ۹۵٪ و درصد خطای ۸٪ بین مقدار بارش شبیه‌سازی با دیدبانی نشان‌دهندهٔ توانایی مدل در پیش‌بینی این بارش است.

کلمات کلیدی: ایلام، بارش شدید، دورپیوند، تحلیل همدیدی-دینامیکی، مدلWRF

۱. مقدمه

بارش‌های سنگین در کوتاه‌مدت آثار مخرب و گاه جبران‌ناپذیری را می‌توانند به همراه داشته باشد. ایران در نیمهٔ سرد سال (پاییز و زمستان)، به‌خصوص در مناطق غربی بیشتر از سایر فصول، تحت تأثیر سامانه‌های باران‌زای غربی قرار دارد. دورپیوند از جمله عوامل تأثیرگذار بر کمیت‌های مختلف جوی در مقیاس‌های مکانی- زمانی مختلف است. مطالعاتی مبنی بر ارتباط بین بارش‌های رخ‌داده در ایران و تغییرات ایجادشده در الگوهای پیوند از دور مورد بررسی قرار گرفته است (فرج‌زاده اصل و همکارن، ۱۳۹۲). اثرات شاخص‌های دورپیوندی بر الگوها و همچنین کمیت‌های جوّی مانند بارش، دما و فشار بر اساس تحقیقات مختلف در سطح وسیعی از جهان پذیرفته‌شده است (غلامی رستم، ساداتی‌نژاد و ملکیان، ۱۳۹۷). از جمله دورپیوندهای تأثیرگذار در نیم‌کرهٔ شمالی می‌توان به نوسان جنوبی (ENSO)، نوسان مادن-جولیان (MJO) و نوسان اطلس شمالی (NAO) که در مقیاس‌های

سالانه، فصلی، درون‌فصلی و ماهانه مناطق مختلفی را تحت تأثیر قرار می‌دهند، اشاره کرد. ایلام از جمله استان‌های واقع در غرب ایران است که به دلیل کوهستانی بودن، قرار داشتن در مسیر سامانه‌های باران‌زای غربی و وجود رشته‌کوه زاگرس، ناحیهٔ مناسبی برای تقویت و گسترش بارندگی است که گاه شدت و مقدار بارش‌ها منجر به جاری‌شدن سیل در آن می‌شود. در تاریخ ۲۸ تا ۳۰ اکتبر سال ۲۰۱۵ بارش سیل‌آسایی سراسر استان ایلام را فرا گرفت و ظرف مدت سه روز و با ثبت ۳۲۰ میلی‌متر بارندگی در شهر ایلام رکوردی بی‌سابقه در دوره آماری ۳۲ ساله ۲۰۱۸–۱۹۸۷ بر جای گذاشت.

هدف از این تحقیق بررسی دلایل رخداد بارش بی‌سابقهٔ اکتبر ۲۰۱۵، از دیدگاه دورپیوندی، همدیدی–دینامیکی و همچنین انتشار موج راسبی است. همچینن به منظور بررسی میزان قابلیت مدل WRF[1] در پیش‌بینی بارش‌های سنگین، سیل فوق با مدل WRF در سه حوزهٔ تودرتو با تفکیک افقی به‌ترتیب ۳۶، ۱۲ و ٤ کیلومتر شبیه‌سازی شده است.

۲. پیشینهٔ تحقیق

در ارتباط با بارش‌های سنگین منجر به سیلاب از دیدگاه دورپیوندی و همدیدی مطالعات زیادی انجام شده است. تأثیر برخی از نوسانات دورپیوندی بزرگ مقیاس بر بارش‌های سنگین بررسی شده است. نوسان جنوبی (ENSO[2]) یک پدیدهٔ بزرگ مقیاس جو–اقیانوس است که بر روی اقیانوس آرام شکل گرفته و بر روی بارش در مناطق مختلف تأثیر دارد (تارتاگلیون، اسمیت و برین[3]، ۲۰۰۳، ص. ۲۹۲٦؛ پاگانو، ماهانی، ناظم‌السادات و سروشیان[4]، ۲۰۰۳، ص. ۹٦؛ ژانگ واند و وو[5]، ۲۰۱۹، ص. ٤۰٦؛ ناسونو[6]، ۲۰۱۹، ص. ۱۰۰؛ تاکمی و اونوما[7]، ۲۰۱۹، ص. ٦۰). نوسان مادن–جولین (MJO[8]) با دوره فعالیت ٦۰–۳۰ روزه شرق‌سوی خود، بر

1. Weather Research and Forecasting
2. El Nino–Southern Oscillation
3. Tartaglione, Smith & Brien
4. Pagano, Mahani, Nazemosadat & Sorooshian
5. Zhang, Wand & Wu
6. Nasuno
7. Takemi & Unuma
8. Madden−Julian Oscillation

تمامی مناطق حاره در مقیاس میان‌فصلی تأثیر می‌گذارد و منطقهٔ همرفتی قوی بر روی اقیانوس هند و آرام به‌وجود می‌آورد (مادن[1] و جولین[2]، ۱۹۷۱، ص. ۷۰۳). نوسان MJO از طریق تغییرات گرمایی شدید با ایجاد الگوهای دورپیوندی بر روی مناطق جنب حاره تأثیر می‌گذارد (لائو و فیلیپس[3]، ۱۹۸٦، ص. ۱۱٦۵؛ ناتسون و ویکمن[4]، ۱۹۸۷، ص. ۱٤۰۷؛ فرانتی، پالمر، مولتنی و لینکر[5]، ۱۹۹۰، ص. ۲۱۷۸؛ هیگنز و مو[6]، ۱۹۹۷، ص. ۲۲۳؛ کامیمرا، موری یاماناکا و سیامسودین[7]، ۲۰۱۲، ص. ۱۱۱؛ وو و همکاران، ۲۰۱۳، ص. ۸۰؛ تنگ، مولانت و بارنز[8]، ۲۰۱۹، ص. ۵۳۲). نوسان اطلس شمالی (NAO[9]) یک نوسان نصف‌النهاری بزرگ‌مقیاس بین سامانهٔ کم‌فشار در منطقهٔ ایسلند و سامانهٔ پرفشار جنب حاره‌ای آزورز (والاس و گتزلر[10]، ۱۹۸۱، ص. ۷۸۵؛ بارنستون و لیوزی[11]، ۱۹۸۷، ص. ۱۰۸٤) و دارای دو فاز مثبت ومنفی است. فاز مثبت NAO باعث جابه‌جایی شمال‌سوی توفان‌های واقع بر اقیانوس اطلس به سمت عرض‌های باالتر می‌شود که این امر باعث کاهش رخداد و شدت چرخندهای غرب و مرکز مدیترانه می‌شود، ولی بر شدت چرخندهای واقع در شرق مدیترانه تأثیر کمتری دارد (ماهیراس، فلوکاس، پاتریکاس و آناگنوستوپلو[12]، ۲۰۰۱، ص. ۱۰۹؛ آلپرت، زیو و شفیر[13]، ۲۰۰٤، ص. ۱۰۰۱؛ نیسن، لکبوش، پینتو، آلبریچ و آلبریش[14]، ۲۰۱۰، ص. ۱۳۹۸؛ فلوکاس[15] و همکاران، ۲۰۱۰، ص. ۵۲٤۳؛ کرونا و مونتالدو[16]، ۲۰۱۷، ص. ٤۸۵؛ وانگ و

1. Madden
2. Julian
3. Lau & Phillips
4. Knutson & Weickmann
5. Ferranti, Palmer, Molteni & Klinker
6. Higgins & Mo
7. Kamimera, Mori, Yamanaka & Syamsudin
8. Teng, Malonet & Barnes
9. North Atlantic Oscillation
10. Wallace & Gutzler
11. Barnston & Livezey
12. Maheras, Flocas, Patrikas & Anagnostopoulou
13. Alpert, Ziv & Shafir
14. Nissen, Leckebusch, Pinto, Ulbrich & Ulbrich
15. Flocas
16. Orona & Montaldo

یانگ[1]، ۲۰۱۸، ص. ٦٤٣٣). یکی از مهم‌ترین مناطق تأثیرگذار بر بارش های جنوب غرب آسیا و ایران منطقه مدیترانه است که از توفان‌های تشکیل‌شده بر روی اطلس شمالی نیز تـأثیر مـی-پذیرد (هـورل[2]، ۱۹۹۵، ص. ٦٧٧؛ هـورل و وان[3]، ۱۹۹۷، ص. ۳۰۲؛ رودول، روول و فولانـد[4]، ۱۹۹۹، ص. ۳۲۱). ردیابی توفان‌های اطلس شمالی و تأثیر آنها بر مناطق دوردست معمولـاً بـا استفاده از شار فعالیت موج راسبی و شار ژئوپتانسیلی آزمینگـرد کـه بخـش مهمـی از انتشـار انرژی پیچکی را به خود اختصاص می‌دهد انجام می‌شود (اورلانسـکی و کتزفـی[5]، ۱۹۹۱، ص. ۱۹۷۳؛ اورلانسکی و شلدون[6]، ۱۹۹۳، ص. ۲۹۳۰؛ چانگ[7]، ۱۹۹۳، ص. ۲۰۳۹). علاوه بر شار فعالیت موج از خود کمیت فعالیت موج هم بـرای ردیـابی مسـیر توفـان‌هـای اطلـس شـمالی استفاده می‌شـود (پلامـب[8]، ۱۹۸٦، ص. ۱٦٥۸؛ اسـلر و هـاینس[9]، ۱۹۹۹، ص. ٤۰۱٥؛ تاکایـا و ناکامورا[10]، ۲۰۰۰، ص. ٦۰۹؛ دانیلسـون، گیـاکوم و اسـتراب[11]، ۲۰۰٦، ص. ۱٥٥۰). اثـر مسـیر توفان اطلس شمالی بر سامانه‌های ورودی ایران پیشتر با استفاده از کمیت فعالیت موج و شـار انرژی موج بررسی شده است (اسعدی، احمدی گیوی، قادر و محب الحجـه، ۱۳۹۰، ص. ۳۱؛ رضائیان، محب‌الحجه، احمدی گیوی و نصر اصـفهانی، ۱۳۹۲، ص. ۱٤۰؛ احمـدی گیـوی، نصـر اصفهانی و محب‌الحجه، ۲۰۱٤، ص. ۷٥٤؛ نصـر اصـفهانی، احمـدی گیـوی و محـب‌الحجـه، ۲۰۱۱، ص. ۷٥۰؛ بهرامی، رنجبـر سـعادت‌آبـادی، مشـکوتی و کمـالی، ۱۳۹۷، ص. ۲). نتـایج برخی مطالعات انجـام‌شـده بـر روی شبیه‌سـازی بارش‌هـای سـنگین بـا اسـتفاده از مـدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا، توانایی بالای مدل را در پیش‌بینـی آنهـا نشـان مـی‌دهـد (شـی[12] و همکاران، ۲۰۱۰، ص. ۲۲٤٦، کریم‌خانی، جمشیدی خزلی، آزادی و فتاحی، ۱۳۹٦، ص. ٥٦).

---

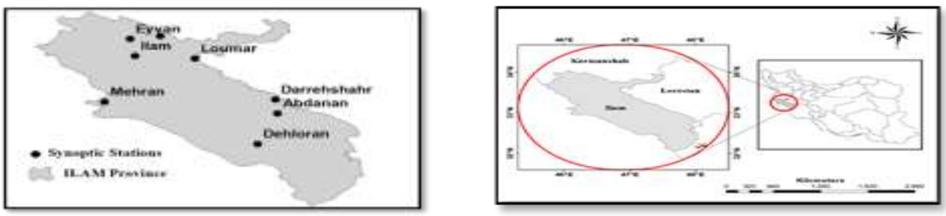
1. Wang & Yang
2. Hurrell
3. Hurrell & van
4. Rodwell, Rowell & Folland
5. Orlanski & Katzfey
6. Orlanski & Sheldon
7. Chang
8. Plumb
9. Esler & Haynes
10. Takaya & Nakamura
11. Danielson, Gyakum & Straub
12. Shi

۳. روش‌شناسی تحقیق

۳. ۱. منطقهٔ مورد مطالعه

استان ایلام از استان‌های غربی کشور ایران در منطقه‌ای کوهستانی و نیمه‌گرم قرار دارد. میانگین اقلیمی دما، بارش و باد آن در ماه اکتبر به ترتیب ۱۹ درجهٔ سیلسیوس، ۳۸ میلی‌متر و ۲ متر بر ثانیه است. شکل ۱ موقعیت استان ایلام و ۸ ایستگاه همدیدی مورد مطالعه (ایلام، مهران، دهلران، ایوان، آبدانان، سرابله و دره‌شهر) را نشان می‌دهد.

الف) ب)



شکل ۱. الف) موقعیت استان ایلام ب) ایستگاه‌های همدیدی مورد مطالعه

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۳. ۲. داده‌های مورد استفاده

برای بررسی شاخص اقلیمی ENSO و NAO از اطلاعات مرکز NOAA[1] و برای شناسایی فازهای هشت‌گانه MJO از داده‌های مرکز هواشناسی استرالیا استفاده شده است. آنچه که در این پژوهش مورد استفاده قرارمی‌گیرد داده‌های کنترل کیفی شده بارش تجمعی ۳ و ٢٤ ساعته سازمان هواشناسی کشور در دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۸۷ در ایستگاه‌های همدید استان ایلام است. از داده‌های بازتحلیل ERA5 با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه به منظور بررسی همدیدی و دینامیکی الگوهای جوّی استفاده شده است. برای شبیه‌سازی پیش‌بینی سیل مورد مطالعه، مدل میان‌مقیاس WRF با پیکربندی ارائه‌شده در جدول ۱ اجرا شده است. شرایط مرزی و اولیه مدل از داده‌های پیش‌بینی سامانهٔ مدل‌سازی تمام‌کره‌ای GFS[2] با تفکیک افقی ۰/۵ درجه استخراج شده است.

1. National Oceanic and Atmospheric Administration
2. Global Forecast System

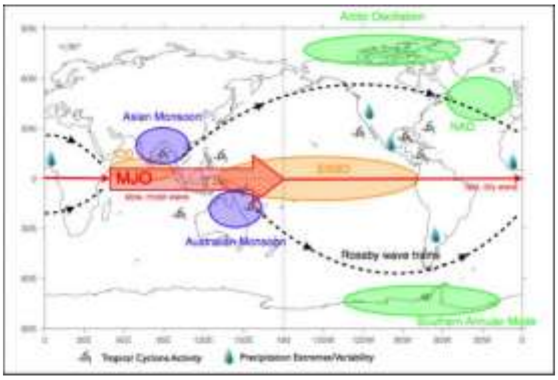
جدول ۱. پیکربندی مورد استفاده اجرای مدل WRF

مأخذ: آزادی و همکاران، ۱۳۹۳

Configuration	Domain 1	Domain 2	Domain 3
Resolution	**36 Km**	**12 Km**	**4 Km**
Micro physics	(Lin et al., 1983) Lin Schema		
Convection	(Kain and Fritsch, 1990, 1993) Kain and Fritsch Schema		
Boundary layer	(Mellorand Yamada, 1982) Mellorand Yamada Schema		
Long wavelength	(Mlawer et al., 1997) RRTM Schema		
Short wavelength	(Chou & Suarez, 1994) Govard schema		
Start time and stop run	From UTC12 to the first day until UTC12 five days later		

٤. مبانی نظری تحقیق

در پژوهش حاضر، ابتدا بارش‌های ۲٤ ساعتهٔ ماه اکتبر در دوره آماری ۲۰۱۸-۱۹۸۷ بررسی می‌شود. سپس با استفاده از داده‌های اقلیمی، شرایط دورپیوندها (ENSO، MJO و NAO) در زمان رخداد سیل اکتبر ۲۰۱۵ ارزیابی می‌شوند. شکل ۲ طرحواره‌ای کلی از موقعیت دورپیوندهای جهانی ENSO، NAO و MJO و نحوه اثرگذاری آنها را نشان می-دهد.



شکل ۲. طرحواره‌ای کلی از موقعیت دورپیوندهای جهانی (ENSO، NAO و MJO) و نحوه اثرگذاری آنها

مأخذ: https://confluence.ecmwf.int

به منظور ردیابی مسیر توفان و تعیین مناطق گسیل و دریافت فعالیت موج که نحوهٔ انتشار موج راسبی را نشان می‌دهد، نقشه‌های شار فعالیت موج راسبی و تابع جریان برای میانگین ۲۸ تا ۳۰ اکتبر ۲۰۱۵ و بی‌هنجاری اکتبر ۲۰۱۵ نسبت به دوره آماری۳۲ ساله اکتبر ۲۰۱۸–۱۹۸۷ ترسیم می‌شوند.

برای بررسی شار فعالیت موج راسبی از فرمول‌بندی (تاکایا و ناکامورا، ۲۰۰۰، ص. ۶۰۹) که تعمیمی از کار (پلامب، ۱۹۸٦، ص. ١٦٥٨) است، استفاده شده است که با رابطهٔ (۱) بیان می‌شود.

$$W = \frac{p\cos\emptyset}{2|U|}\begin{bmatrix} \frac{u}{a^2\cos\emptyset^2}\left[\left(\frac{\partial\psi^e}{\partial\lambda}\right)^2\right] - \psi^e\frac{\partial^2\psi^e}{\partial^2\lambda} + \frac{V}{a^2\cos\emptyset}\left[\frac{\partial\psi^e\partial\psi^e}{\partial\lambda\partial\emptyset} - \psi^e\frac{\partial^2\psi^e}{\partial\lambda\partial\emptyset}\right] \\ \frac{u}{a^2\cos\emptyset}\left[\frac{\partial\psi^e}{\partial\lambda}\frac{\partial\psi^e}{\partial\emptyset} - \psi^e\frac{\partial^2\psi^e}{\partial\lambda\partial\emptyset}\right] + \frac{V}{a^2}\left[\left(\frac{\partial\psi^e}{\partial\lambda}\right)^2 - \psi^e\frac{\partial^2\psi^e}{\partial\emptyset^2}\right] \\ \frac{fo^2}{N^2}\left\{\frac{u}{a\cos\emptyset}\left[\frac{\partial\psi^e}{\partial\lambda} - \psi^e\frac{\partial^2\psi^e}{\partial\lambda\partial z}\right] + \frac{V}{a}\left[\frac{\partial\psi^e}{\partial\emptyset}\frac{\partial\psi^e}{\partial z} - \psi^e\frac{\partial^2\psi^e}{\partial\emptyset\partial z}\right]\right\} \end{bmatrix} \qquad (۱)$$

در رابطهٔ (۱) بالانویس e پریشیدگی از حالت میانگین را نشان می‌دهد، a شعاع زمین، λ و φبه‌ترتیب طول و عرض جغرافیایی و ψ^e تابع جریان پریشیدگی هستند. در این رابطه u و v به‌ترتیب باد مداری و نصف‌النهاری است.

سپس برای بررسی همدیدی–دینامیکی در زمان رخداد سیل مورد مطالعه، الگوهای جوّی در اکتبر ۲۰۱۵ شامل کمیت‌های فشار میانگین تراز دریا، خطوط هم‌ارتفاع، دما و میدان باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، رطوبت نسبی، سرعت قائم، خطوط هم‌ارتفاع و فرارفت دما در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، خطوط هم‌ارتفاع و فرارفت تاوایی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، جریان جتی تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال، واگرایی افقی شار رطوبت در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال، سطح مقطع قائم رطوبت نسبی و سرعت قائم تحلیل می‌شوند. در پژوهش حاضر واگرایی افقی شار رطوبت از رابطه (۲) محاسبه شده است:

$$V_q = -\frac{\partial}{\partial x}(uq) - \frac{\partial}{\partial y}(vq) \qquad (۲)$$

در رابطهٔ فوق V_q واگرایی افقی شار رطوبت، ∂x و ∂y دیفرانسیل طول در جهات طـول و عرض جغرافیایی، q رطوبت ویژه، u و v بـه‌ترتیب مؤلفـه‌های سـرعت در راسـتای مـداری و نصف‌النهاری هستند. مقادیر مثبت (منفی) بیانگر شار رطوبت همگرا (واگرا) است.

در ادامه برای بررسی پیش‌بینی‌پذیری سیلاب مورد مطالعه، مدل WRF اجرا شد. به منظور ارزیابی عملکرد برونداد بارش مدل، ضریب همبستگی بین بارش کل دیدبانی شده و پیش‌بینی شده و همچنین مقدار درصد خطا برای میانگین بارش تجمعی ۲٤ ساعته تعیین گردیـد. بـرای درستی‌سنجی برونداد بارش مدل میان‌مقیاس WRF، بـارش بـه چهـار آسـتانهٔ ۱۰، ۳۰، ۵۰ و ۱۰۰ میلی‌متر طبقه‌بندی و با استفاده از جـدول تـوافقی ۲×۲ کمیت‌هـای عـددی PC و TS و همچنین امتیازهای مهارتی *پیرس* و *هایدکه* محاسـبه شـدند. در ادامـه بـه طـور خلاصـه روش محاسبه کمیت‌های راستی‌آزمایی ارائه می‌شود. در جدول توافقی تعداد دفعاتی که بارش اتفاق افتاده و وقوع آن پیش‌بینی شده باشد a، تعداد دفعاتی که بارش اتفـاق نیفتـاده ولـی وقـوع آن پیش‌بینی شده باشد b، تعداد دفعاتی که بارش اتفاق افتاده ولی وقوع آن پیش‌بینی نشده باشـد c و تعداد دفعاتی که بارش اتفاق نیفتاده و وقوع آن پیش‌بینـی نشـده باشـد d در نظـر گرفتـه شده‌اند (وارنر، ۲۰۱۱). روابط مربوط به کمیت‌های عددی نسبت صحیح (PC) و امتیاز تهدید (TS) و همچنین امتیازهای مهارتی هایدکه (HSS) و پیرس (PSS) در روابـط ۳ تـا ٦ ارائـه شده است. در روابط ۳ و ٤ مقدار این کمیت‌ها، برای پـیش‌بینـی کاملـاً درسـت یـک و بـرای پیش‌بینی کاملاً نادرست صـفر اسـت و براسـاس امتیازهـای مهـارتی هایدکـه و پیـرس، بـرای پیش‌بینی کامل برابر با یک، پیش‌بینی برابر با پیش‌بینی مرجع برابر با صفر و برای پیش‌بینی‌های ضعیف‌تر از پیش‌بینی مرجع منفی خواهد شد.

$$pc = \frac{a+d}{n} \quad (۳)$$

$$TS = \frac{a}{a+b+c} \quad (٤)$$

$$HSS = \frac{2(ad-bc)}{(a+c)(c+d)+(a+b)(b+d)} \quad (٥)$$

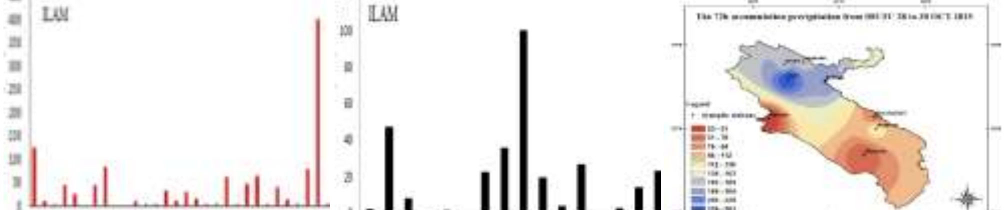
$$PSS = \frac{ad-bc}{(a+c)(b+d)} \quad (٦)$$

۵. یافته‌های تحقیق

۱.۵. توزیع بارش

شکل ۳الف و ب توزیع تجمعی بارش ۷۲ ساعته در استان ایلام و سری زمانی بارش در ایستگاه همدید ایلام از ساعت ۰۰ روز ۲۸ام تا ساعت ۱۸ روز ۳۰ام اکتبر ۲۰۱۵ را نشان می‌دهد. بیشینهٔ مقدار بارش تجمعی با مقدار ۲٦۳/۹ میلی‌متر در ایستگاه ایلام دیده می‌شود. با توجه به شکل ۳ب بیشترین مقدار بارش در ایستگاه ایلام در ساعت ۰۰UTC روز ۲۹ام با مقدار ۹۹/۹ میلی‌متر و کمترین مقدار در ساعت ۱۵UTC روز ۲۸ام مشاهده شده است. مقایسهٔ بارش اکتبر ۲۰۱۵ (۳۲۰ میلی‌متر) با میانگین بلندمدت ماه اکتبر نشان می‌دهد که بارش به میزان ۹۳۷٪ بی‌هنجاری مثبت داشته است. شکل ۳ج میانگین بارش ماهانهٔ اکتبر در دورهٔ آماری ۳۲ ساله را نشان می‌دهد. با توجه به شکل بارش‌های ماه اکتبر ۲۰۱۵ برابر با ٤۰۱/٦ میلی‌متر است که در مقایسه با سال‌های دیگر که رکورد بیشینهٔ بعد از سال ۲۰۱۵ مربوط به سال ۱۹۸۷ با مقدار ۱۲۵/٦ میلی‌متر در حدود ۲۲۰٪ بی‌هنجاری مثبت داشته است. با بررسی آماری دورهٔ برگشت، به احتمال ۰/۹۹۵ درصد در دورهٔ دویست ساله مقدار ۱۹٦میلی‌متر بارش و برای دورهٔ یک‌ساله به احتمال ۳/. درصد بارش معادل ۱۹میلی‌متر برآورد شده است. بنابراین مشاهده می‌شود که در طول دورهٔ ۲۰۰–۱ ساله هیچ مقدار بارشی در حد رخداد بارش ۷۲ ساعتهٔ اکتبر ۲۰۱۵ ایلام پیش‌بینی نمی‌شود. همین امر با توجه به سوابق داده‌های آماری بلندمدت بیان می‌کند که رخداد بارش ۲۰۱۵ در نوع خود بی‌سابقه بوده است.

الف) ب) ج)



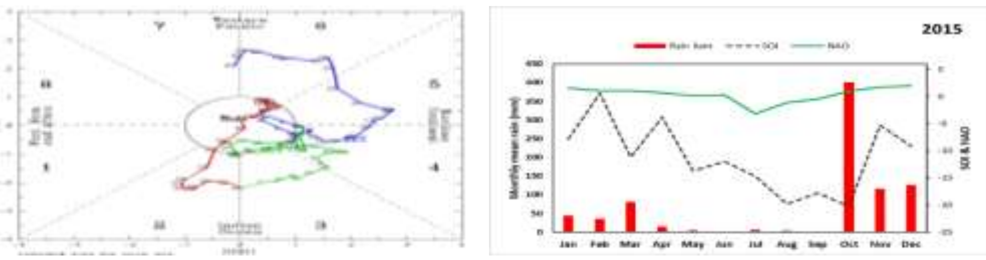
شکل ۳. الف) توزیع تجمعی ۷۲ ساعته بارش در استان ایلام، ب) سری زمانی بارش در ایستگاه همدید ایلام و ج) میانگین بارش ۳۰ ساله اکتبر (۲۰۱٦-۱۹۸۷) در ایستگاه همدید ایلام

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۵. ۲. بررسی دورپیوندی

جدول ۲ و شکل ٤ وضعیت شاخص‌های اقلیمی ENSO، MJO، NAO و بارش ماه اکتبر سال ۲۰۱۵ را نشان می‌دهد. براساس شاخص ماهانهٔ SOI[1] النینو متوسط تا قوی (۲۰-)، MJO در روز ۲۸ تا ۳۰ اکتبر در فاز ۲ و بحرانی با مقدار ۲/٤ و مقدار میانگین ماهانهٔ شاخص NAO نیز در وضعیت مثبت و بحرانی و ۱ بوده است. با توجه به روند افزایشی هم‌زمان شاخص ماهانهٔ SOI، فاز مثبت NAO نسبت به ماه سپتامبر و همچنین موقعیت قوی و بحرانی MJO در روزهای ۳۰-۲۸ اکتبر شرایط دینامیکی برای شکل‌گیری چرخند در شرق مدیترانه فراهم شده است. شرایط دینامیکی بارش فوق می‌تواند به دلیل فعالیت قوی النینو باشد که شرایط چرخندزایی در شرق مدیترانه را فراهم کرده است. دلایل احتمالی شکل‌گیری شرایط دینامیکی بارش سنگین فوق را می‌توان به تأثیر فعالیت سه نوسان النینوی قوی (تقویت شرایط چرخندزایی در شرق مدیترانه)، موقعیت MJO در فاز ۲ و بحرانی که با یک همگرایی و بندال در سطوح بالا و بر روی روسیه همراه بوده، و همچنین فاز مثبت و بحرانی NAO که با واگرایی در سطوح بالا و بر روی غرب و مرکز دریای مدیترانه وشکل گیری چرخند همراه بوده، نسبت داد.

الف) ب)



شکل ٤. الف) میانگین ماهانه شاخص NAO، شاخص SOI و بارش ماهانه ایستگاه همدید ایلام در ماه اکتبر، ب) شاخص روزانه MJO، اکتبر (قرمز)، نوامبر (سبز) و دسامبر (آبی)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

1. Southern Oscillation Index

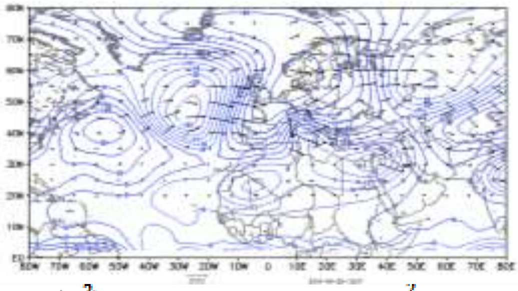
جدول ۲. مقادیر شاخص‌های دورپیوندی برای ENSO (سال ۲۰۱۵) و برای MJO و NAO (اکتبر سال ۲۰۱۵)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

ENSO		MJO		NAO	
SST	SOI	Phase	Index	Phase	Index
خیلی قوی	متوسط تا قوی	۲	۲/٤	+	۰/۹۹

۵. ۳. بررسی شار فعالیت موج راسبی

شکل ۵ نشان‌دهندهٔ منطقهٔ وسیعی از گسیل موج (چشمهٔ موج) بر روی غرب و مرکز اقیانوس اطلس است. غرب این اقیانوس، درگیر واگرایی شدیدی از امواج در محدودهٔ طول جغرافیایی ۶۰-۵۰ درجهٔ غربی و ٤۵-۳۵ درجهٔ شمالی است. شار موج از مرکز این واگرایی در دو راستای شمال‌شرقی، شرق و جنوب‌شرقی با انتشار به سمت خارج یک زوج قوی از همگرایی-واگرایی بر روی شرق اطلس و غرب آفریقا مشاهده می‌گردد که تأمین‌کنندهٔ انرژی برای این مناطق است. بنابراین محدودهٔ عرض جغرافیایی ۸۰-۳۵ درجهٔ شمالی و طول جغرافیایی ۱۵ درجهٔ غربی تا ٤۰ درجهٔ شمالی نیز تحت تأثیر واگرایی شدید موج قرار می گیرند. موج راسبی از این مرکز واگرایی، در دو راستای شرق، جنوب و جنوب شرق گسیل می‌شود. شاخهٔ شرقی به سمت سیبری رفته و شاخهٔ جنوب- جنوب‌شرقی، با گذر از روی مرکز و شرق مدیترانه و سپس شمال و مرکز دریای سرخ تقویت شده و بر روی غرب ایران ایجاد یک زوج واگرایی-همگرایی بسیار قوی می‌کند. محل ایجاد زوج واگرایی- همگرایی، مکان بیشینهٔ دریافت موج است. بنابراین در این بازه زمانی، دریای سرخ، صحرای عربستان، غرب ایران و ترکیه دریافت‌کنندهٔ بیشینهٔ فعالیت این امواج هستند. با توجه به نقشهٔ دیدبانی شده بارش، این محدوده بیشینهٔ بی‌هنجاری مثبت بارش را نسبت به سه دهه گذشته داشته‌است. بنابراین ایجاد زوج واگرایی-همگرایی در محدودهٔ وسیع طول جغرافیایی ۱۵ درجهٔ غربی تا ٤۵ درجهٔ شرقی و عرض جغرافیایی ۶۰-۳۰ درجهٔ شمالی، تأمین‌کنندهٔ انرژی مورد نیاز برای منطقهٔ مورد مطالعه می باشد که موجب ورود فعالیت موج راسبی از سمت غرب به ایران شده و شرایط مساعد از نظر بارشی را برای مناطق غرب کشور فراهم ساخته است.



شکل ۵. شار فعالیت موج ($10^6 \frac{m^2}{sec}$) و تابع جریان میانگین $\left(\frac{m^2}{s^2}\right)$ ۲۸ تا ۳۰ اکتبر ۲۰۱۵

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۵. ٤. بررسی همدیدی-دینامیکی

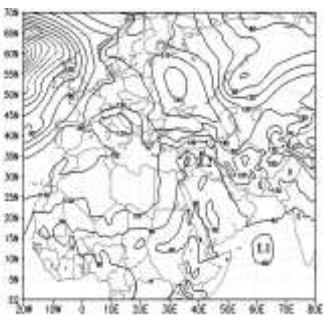
نقشهٔ فشار میانگین تراز دریا (شکل ٦الف) نشان می‌دهد که از روز ۲۸ اکتبر یک کم‌فشار بر روی سودان و عربستان و سامانهٔ کم‌فشار دیگری در قسمت شمالی روسیه تشکیل شده که زبانه‌های آن به سمت مناطق شمالی و غربی ایران نیز کشیده شده است. همچنین سامانهٔ کم‌فشار دیگری موسوم به توفان چاپالا بر روی اقیانوس هند شکل گرفته است. نقشه‌های سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهند همراهی کم‌ارتفاع سطوح بالا با کم‌فشار سطحی که بر روی عراق و دریای مدیترانه تشکیل شده است و همچنین نفوذ تاوه قطبی با هسته سرد بر روی دریای مدیترانه که زبانه آن در حال نفوذ به سمت عرض‌های پایین به‌خصوص مرزهای غربی و جنوب غربی ایران است، منجر به عمیق شدن کم فشار سطحی تشکیل‌شده بر روی عربستان و سودان می‌شوند. وجود ارتفاعِ زیاد و بندال شکل گرفته بر روی نیمهٔ شرقی ایران به عنوان یک مانع برای حرکت شرق‌سوی ناوه از روی ایران عمل می‌کند و باعث ماندگاری و فعالیت بیشتر آن می‌شود. میدان‌های دما و باد در نقشه ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ٦ب) نشان می‌دهد که هوای گرم و مرطوب از روی دریای عمان، دریای سرخ و خلیج فارس به سمت نواحی جنوب غرب و غرب ایران در حال گسیل است. با توجه به اینکه خطوط هم‌دما و هم‌ارتفاع در جنوب غرب ایران همدیگر را با زاویه‌ای حدود ۹۰ درجه‌ای قطع کرده است، نشان از بیشترین مقدار فرارفت هوای گرم از عرض‌های پایین به سمت غرب ایران و ایلام

دارد. با توجه به شکل ٦ج ملاحظه می‌شود که مقادیر قابـل تـوجهی رطوبـت نسـبی بـر روی غرب ایران متمرکز شده و سرعت قائم در این ناحیه بیشینه است.

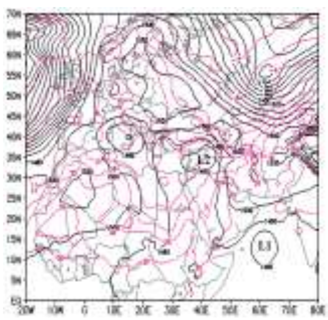
نقشهٔ فرارفت دمای ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل ٦ه) به خوبی موقعیت حرکت و قرار گـرفتن هسته گرم به سمت جنـوب غـرب و غـرب ایـران را نشـان می‌دهـد. همچنـین در تـراز ۷۰۰ هکتوپاسکال گسترش زبانه کم‌ارتفاع به سمت عرض‌های پایین بیانگر ریـزش هـوای سـرد در بخش شرقی ناوه آن است. ریزش هوای سرد از سطوح بالا و نفوذ هوای گرم از سطوح پـایین باعث تشدید ناپایداری و فعالیت بیشتر سامانهٔ حاکم بر غـرب ایـران شـده اسـت. نقشـهٔ ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ٦د) به دلیل وجود ناوه قـوی (۵۵۵ ژئوپتانسـیل‌دکـامتر) و جهـت بـاد بـه خوبی ریزش هوای سرد از عرض‌های شمالی به سـمت عرض‌هـای جنـوبی (حتـی بـر روی سودان و عربستان با پربند ۵۷۵ ژئوپتانسیل‌دکامتر) را نشان می‌دهد.

نزدیک شدن نصف‌النهاری جریان جتی قطبی (عامل شکل‌گیری کم‌ارتفاع بریده) و جریان جتی جنب حاره باعث تقویت حرکات صعودی سطوح زیرین، تقویت باد و تقویـت کم‌فشـار سطحی در این روز شده است (شکل ٦و). با توجه به میدان بـاد در نقشـه ۸۵۰ هکتوپاسـکال (شکل ٦ب) و وجود فرارفت هوای گرم در سـطوح پـایین جـو و همچنـین فرارفـت تـاوایی (شکل ٦د) قابل توجه در میانه وردسپهر (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) سبب تشـدید ناپایـداری در منطقهٔ مورد مطالعه (غرب ایران و استان ایلام) می‌شود. با توجه بـه موقعیـت قرارگیـری درب ورودی جت قطبی بر روی نیمهٔ غربی کشور شدیداً افت فشار در سطح شکل می‌گیرد. وجـود چند هسته جت قطبی باعث تشدید آشفتگی در سطوح بالا شده است.

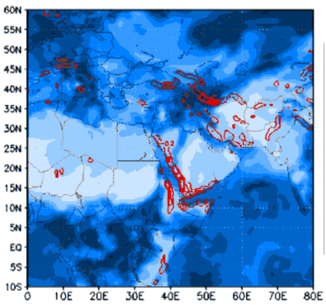
الف) فشار میانگین تراز دریا



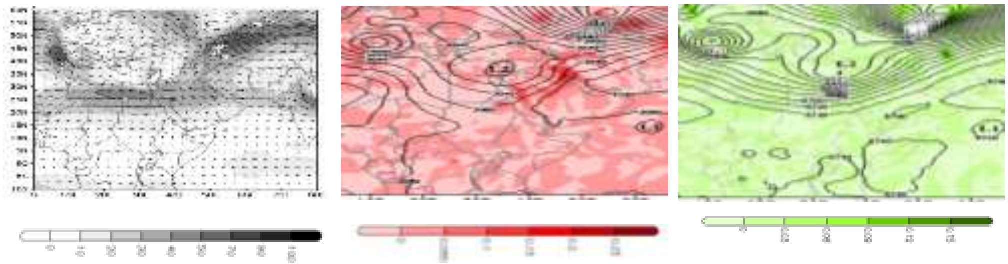
ب) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال



ج) تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال



د) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال		ه) تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال		و) تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

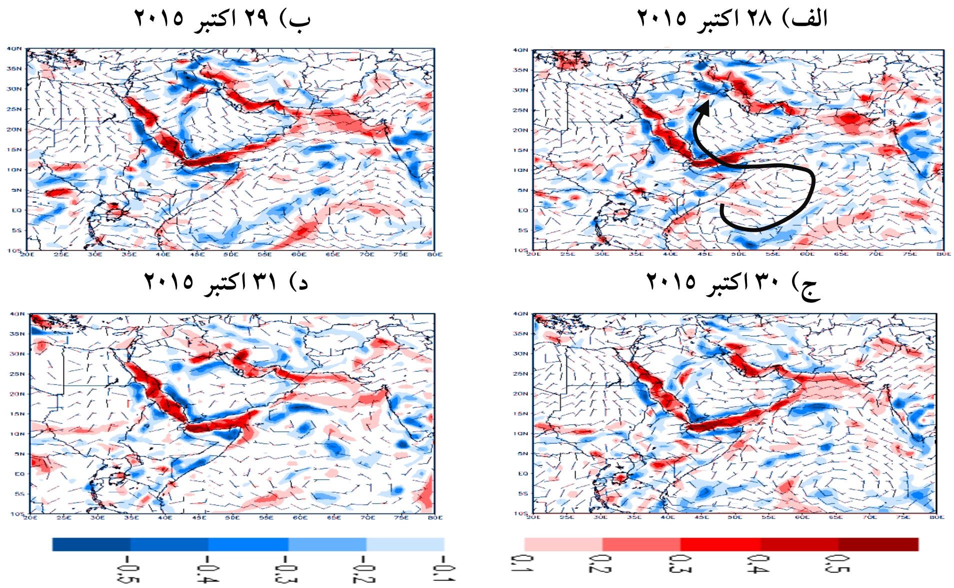


شکل ٦. نقشهٔ الف) فشار میانگین تراز دریا، ب) خطوط هم‌ارتفاع و دما، ج) رطوبت نسبی، سرعت قائم، خطوط هم‌ارتفاع، د)خطوط هم‌ارتفاع و فرارفت تاوایی، ه) فرارفت دما و و) جریان جتی در ساعت ۱۲UTC روز ۲۹ اکتبر

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

شکل ۷ واگرایی افقی شار رطوبت در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال و شار رطوبت (بردار) در ساعت ۱۲UTC روز الف) ۲۸، ب) ۲۹، ج) ۳۰ و د) ۳۱ اکتبر ۲۰۱۵ را نشان می‌دهد که در شکل فوق رنگ آبی بیانگر واگرایی شار رطوبت و رنگ قرمز نشان‌دهندهٔ همگرایی شار رطوبت است. مسیر حرکت رطوبت در شکل ۷الف که با پیکان مشکی مشخص شده، نشان‌دهندهٔ آن است که رطوبت در حدود ۲۷۵۰ کیلومتر منتقل شده است. نقشه‌های واگرایی شار رطوبت و شار رطوبت وجود دو مرکز واچرخندی بر روی اقیانوس هند (٦٥ درجهٔ شرقی، ٥ درجهٔ جنوبی و دیگری ٤٢ درجهٔ شرقی و ۳ درجهٔ جنوبی) و یک مرکز چرخندی بر روی دریای عمان (٦٠ درجهٔ شرقی، ۱۲ درجهٔ شمالی) را نشان می‌دهد. با توجه به حرکت مخالف این دو مرکز که به عنوان یک منبع رطوبتی قوی عمل کرده‌اند، شار رطوبتی حاصل از برآیند میدان باد این دو مرکز توسط مرکز ارتفاعِ زیادی که بر روی نواحی جنوبی ایران قرار دارد به موازات مدار ۲۵ درجهٔ شمالی به سمت نواحی جنوبی و جنوب‌غربی ایران رانده می‌شود. در همین زمان چرخندی که بر روی دریای مدیترانه تشکیل شده و به سمت عرض‌های پایین در حال حرکت است با واچرخند جنوب ایران هم‌سو شده‌اند و در راستای نصف‌النهاری و به سمت غرب ایران در حال شارش هستند. با توجه به این که بردار برآیند شار رطوبتی حاصل از این مراکز چرخندی و واچرخندی به خوبی توسط منابع دریایی گرم و

مرطوب تغذیه شده‌اند مقادیر قابل توجهی رطوبت به سمت نواحی غربی ایـران گسـیل شـده است. در شکل ۷ منابع (چشمه) رطوبتی با رنگ قرمز و چاهـه‌هـای[۵] رطـوبتی بـا رنـگ آبـی نمایش داده شده‌اند. همان‌طور که دیده می‌شود اقیانوس هند و دریای عمان که به عنوان مراکز چرخندی و واچرخندی اصلی این شارش رطوبت شـناخته می‌شـوند بیشـتر بـه مثابـه موتـور محرک برای ایجاد عامل انتقال رطوبت از روی دریای سرخ و خلیج فارس بـه سـمت نـواحی غربی ایران (ایلام) عمل کرده‌اند. قابل ذکر است از مجموع رطوبـت موجـود بـر روی منـاطق ذکرشده حجم عظیمی از رطوبت به سمت غرب ایران (ایلام) هجوم برده است.

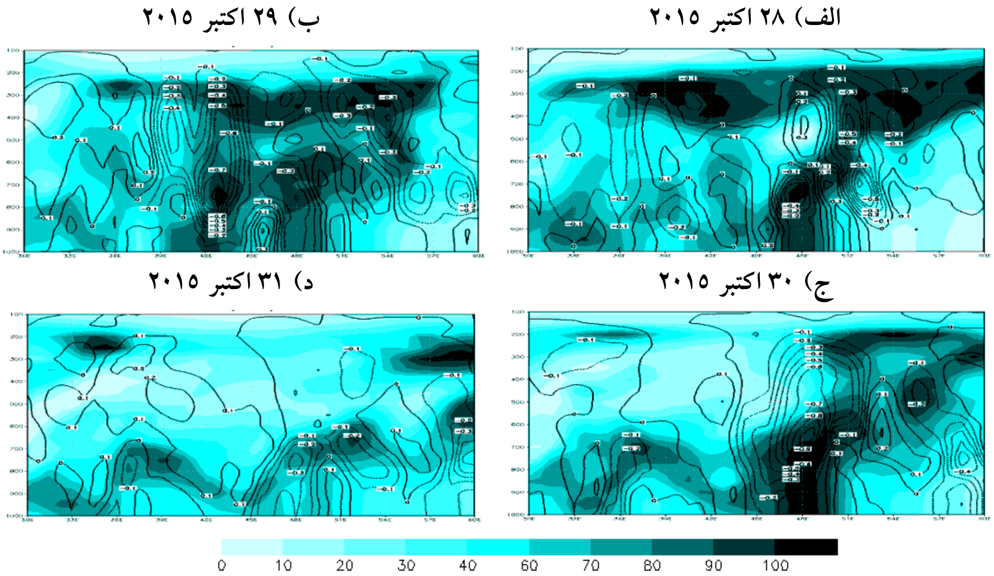


شکل ۷. واگرایی افقی شار رطوبت ($kgm^{-1}s^{-1}$) و شار رطوبت (بردار) روز الف) ۲۸، ب)۲۹، ج) ۳۰ و د) ۳۱

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

شکل ۸ سطح مقطع قائم رطوبـت نسـبی و سـرعت قـائم در عـرض جغرافیـایی ایسـتگاه همدیدی ایلـام در سـاعت ۱۲UTC روز الـف) ۲۸، ب) ۲۹، ج) ۳۰ و د) ۳۱ اکتبـر ۲۰۱۵ را نشان می‌دهد. سطح مقطع قائم رطوبت نسبی نشان می‌دهد، دامنهٔ فعالیت یاختـه‌های توفـان در روزهای ۲۸ام و ۲۹ام بسیار گسترده‌تر و وسیع‌تر از روزهای ۳۰ام و ۳۱ام است. رطوبت نسبی

برای روز ۲۸ام در طول ٤۸ درجه تا طول ۵۱ درجهٔ شرقی بـه طـور کامـل از سـطح زمـین تـا سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال و در لایه‌های بالای وردسپهر نفوذ کرده است. بیشـترین سـرعت قـائم صعودی مربوط به طول ۵۱ درجهٔ شرقی در سطح حدود ۵۰۰ هکتوپاسکال اتفاق افتاده اسـت. این میزان عمق نفوذ رطوبت تـا ایـن سـطح نشـان از قـوی‌بـودن سـامانه اسـت. در روز ۲۹ام بیشترین مقدار ریزش در محدودهٔ طول ۳۰ درجه تا ۳۷ درجه شرقی بوده است (بـا توجـه بـه مقادیر مثبت سرعت قائم). بر روی ایلام (٤٦ درجهٔ شـرقی) بـا توجـه بـه بـارش قابـل توجـه همچنان حرکات صـعودی (بیشـینه مقـدار $pa\ s^{-1}$ ۰/٦-) دیـده می‌شـود. در روز ۳۰ام میـزان رطوبت تا ترازهای بالا در حال کاهش بوده به‌طوری‌که در روز ۳۱ام فقط در مناطق کمـی (در محدودهٔ ٤٦ درجه شرقی تا ٥٤ درجهٔ شرقی) حرکات صعودی قائم داشته ولی در سایر مناطق حرکات نزولی و در حال تضعیف است و وردسپهر زبرین تقریبا از رطوبت خالی شده است.



شکل ۸. سطح مقطع رطوبت نسبی و سرعت قائم ($pa\ s^{-1}$) در ایلام در روز الف) ۲۸، ب) ۲۹، ج) ۳۰ و د) ۳۱

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۵.۵. شبیه‌سازی سیل مورد مطالعه با استفاده از مدل WRF

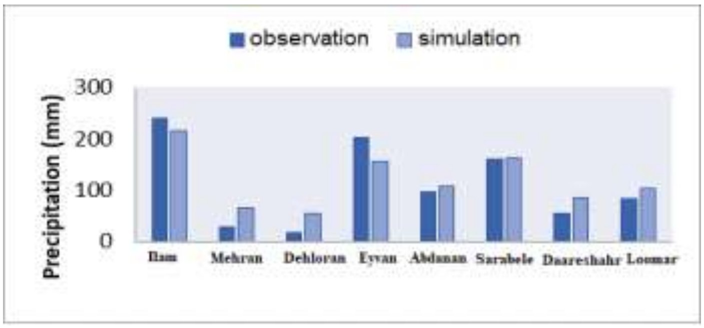
در این بخش، عملکرد مدل WRF در شبیه‌سازی سیل ایلام در تاریخ ۲۸ تا ۳۰ اکتبر ۲۰۱۵ بررسی می‌شود. با توجه به اهمیت رخداد سیل در منطقه، بیشتر بر خروجی بارش مدل تمرکز شده است. از آنجایی که افزایش تفکیک افقی می‌تواند توانایی مدل را برای پیش‌بینی بارش ارتقاء بخشد، در اینجا برای درستی‌سنجی بارش مدل از حوزه سوم مدل با تفکیک افقی ٤ کیلومتر استفاده شده است. ضریب همبستگی بین بارش دیدبانی و پیش‌بینی شده برابر با ۰/۸۸ است، با استفاده از آزمون t مشخص شد که عدد فوق در سطح ۹۵٪ معنی‌دار است. این امر نشان‌دهندهٔ همبستگی قوی بین دو بارش بوده و بیان می‌کند که مدل کارایی مناسبی در پیش‌بینی بارش‌های سنگین در استان ایلام داشته است. جدول ۳ مقادیر بارش دیدبانی شده و پیش‌بینی شده مدل WRF برای ۸ ایستگاه همدید در استان ایلام را نشان می‌دهد.

جدول ۳. مقایسه بارش دیدبانی شده و پیش‌بینی مدل WRF

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

Date and Station	28 October 2015		29 October 2015		30October 2015	
	Observation	simulation	Observation	simulation	Observation	simulation
Ilam	50	72	188	130	2	14
Mehran	14	24	5	12	9	29
Dehloran	14	30	0.8	7	0.9	18
Eyvan	60	44	111	92	32	21
Abdanan	28	34	59	62	10	12
Sarabeleh	32	38	88	55	40	70
Darre shahr	15	10	26	70	13	5
Loomar	15	26	41	35	26	42

شکل ۹ بارش تجمعی ۷۲ ساعته ۸ ایستگاه همدیدی در استان ایلام بین داده‌های دیدبانی شده و پیش‌بینی شده مدل WRF را نشان می‌دهد. میانگین بارش دیدبانی شده و پیش‌بینی شده به ترتیب برابر با ٣٦/٦٥ و ٣٩/٦٦ میلی‌متر است. درصد خطای میانگین کل بارش تجمعی ۷۲ ساعته دیدبانی شده و خروجی مدل در حدود ۸٪ است.

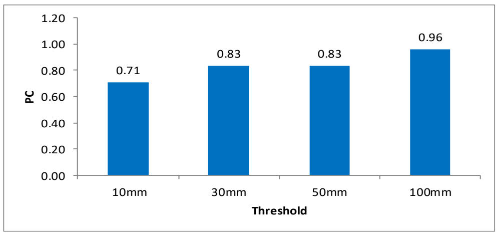


شکل ۹. مقایسهٔ بارش تجمعی ۷۲ ساعته داده‌های مشاهداتی و مدل WRF

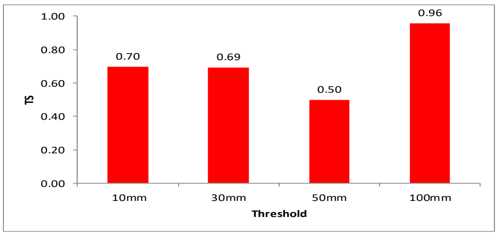
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

شکل ۱۰ کمیت‌های عددی PC و TS و امتیازهای مهارتی پیرس و هایدکه بـرای چهـار آستانه بارشی ۱۰، ۳۰، ۵۰ و ۱۰۰ میلی‌متر را برای ۳ روز همراه بـا بـارش و بـرای ۸ ایسـتگاه همدید در استان ایلام نشان می‌دهد. با توجه به تعاریف کمیت‌های عـددی، می‌تـوان مشـاهده کرد که برای همه آستانه‌های بارشی مدل پیش‌بینی مطلوبی ارائـه کـرده اسـت و بـرای آسـتانه بالاتر از ۱۰۰ میلی‌متر از سایر آستانه‌ها دقت بالاتری داشته است.

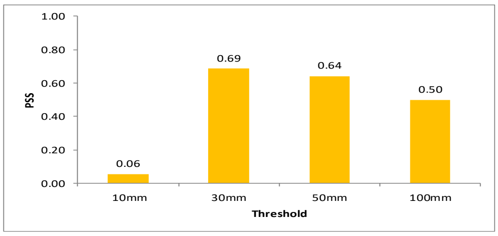
الف) کمیت عددی نسبت صحیح (PC)



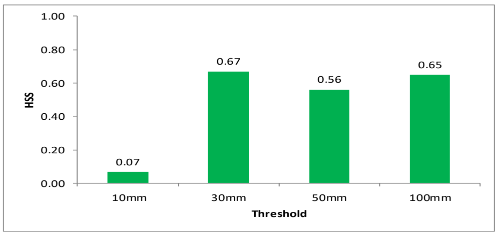
ب) کمیت عددی امتیاز تهدید (TS)



ج) امتیاز مهارتی پیرس (PSS)



د) امتیاز مهارتی هایدکه (HSS)



شکل ۱۰. شاخص‌های درستی‌سنجی برای آستانه‌های بارشی مختلف

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

٦. نتیجه‌گیری و پیشنهادها

نتایج حاصل از بررسی بارش سنگین ۷۲ ساعته اکتبر ۲۰۱۵ استان ایلام بر اساس شاخص‌های دورپیوندی، الگوهای همدیدی-دینامیکی و همچنین شار فعالیت موج راسبی را می‌توان به‌صورت زیر ارائه کرد. شاخه نزولی النینوی قوی مانع از حرکت هسته همرفتی فاز ۲ MJO به سمت شرق شده است. هنگامی‌که MJO در فاز ۲ قرار داشته یک بندال در سطوح بالا و همزمان با رخداد فاز مثبت NAO یک واگرایی در سطوح بالا بر روی دریای مدیترانه (شکل‌گیری چرخند در شرق دریای مدیترانه) مشاهده شده است. بررسی شار فعالیت موج راسبی نشان داد که تشکیل زوج واگرایی-همگرایی در محدودهٔ وسیع طول جغرافیایی ۱۵ درجهٔ غربی تا ٤٥ درجهٔ شرقی و عرض جغرافیایی ٦٠-۳۰ درجهٔ شمالی، تأمین‌کنندهٔ انرژی مورد نیاز برای منطقهٔ مورد مطالعه است که منجر به ورود فعالیت موج راسبی از سمت غرب به ایران شده و به شرایط مساعد بارشی برای مناطق غرب کشور شده است. وجود سامانه‌های کم‌فشار سودان و عربستان، سامانهٔ کم‌فشار واقع بر روی اقیانوس هند (توفان موسوم به چاپالا) و همچنین سامانهٔ کم‌ارتفاع بریدهٔ دیگر بر روی دریای مدیترانه همزمان با نزدیک شدن دو جت جنب حاره و قطبی بر روی نیمهٔ غربی ایران، منجر به ناپایداری شدید در منطقه شده است. زبانه‌های کم‌فشار سودان و دریای عمان ضمن عبور از روی دریای سرخ و خلیج فارس رطوبت زیادی را جذب و به‌وسیلهٔ میدان باد ضمن حرکت به سمت مناطق جنوب غرب و غرب ایران باعث تقویت سامانهٔ مؤثر بر غرب ایران (سامانهٔ مدیترانه‌ای) شده است. دو سامانهٔ واچرخند تشکیل‌شده برروی اقیانوس هند و سامانهٔ چرخندی واقع بر روی شمال اقیانوس هند (توفان چاپالا) باعث شده که شار رطوبتی حاصل از برآیند میدان باد این مراکز فشاری توسط مرکز ارتفاعِ زیادی که بر روی نواحی جنوبی ایران قرار داشته است، به موازات مدار ۲۵ درجه شمالی به سمت نواحی جنوبی و جنوب غربی ایران رانده شود. اقیانوس هند و دریای عمان، شبیه به یک موتور محرک، حجم عظیمی از رطوبت را توسط میدان باد برآیند حاصل از فعالیت این سامانه‌ها از روی دریای سرخ و خلیج فارس به سمت نواحی غربی ایران (ایلام) انتقال داده‌است. میدان‌های شار رطوبتی حاصل از چرخند مدیترانه که به سمت عرض‌های پایین در حال حرکت است با شار رطوبتی حاصل از واچرخند جنوب ایران که به

سمت عرض‌های بالا در حرکت است، هم‌سو شده‌اند و در راستای نصف‌النهاری به سمت جنوب غرب و غرب ایران کار انتقال رطوبت را انجام داده‌اند. با توجه به منابع رطوبتی غنی اقیانوس هند، دریای عمان، دریای سرخ و خلیج فارس در جنوب و همچنین دریای مدیترانه در غرب ایران، وجود همگرایی افقی در ایلام به سبب نزدیک بودن به کوهستان و اثرات کوهساری و کاهش جریانات، تلفیق این شرایط در شرق دریای سرخ، ناپایداری شدیدی را برای مناطق غربی و جنوب غربی ایران به‌خصوص استان ایلام به‌وجود آورده است. پرارتفاع و بندال قرار گرفته بر نیمهٔ شرقی ایران به عنوان یک مانع و سد برای حرکت بندال کم‌ارتفاع بریده در غرب ایران به سمت شرق و خروج این سامانه از منطقه عمل کرده است و همین امر باعث کندی حرکت و ماندگاری چندروزهٔ این سامانه در منطقه شده است. هم‌زمانی عوامل مورد بررسی شرایط سیل ایلام را فراهم کرده‌اند. شبیه‌سازی سیل مورد مطالعه نشان داد همبستگی قوی بین بارش دیدبانی و شبیه‌سازی (ضریب همبستگی ۸۸٪ با سطح معنی‌داری ۹۵٪ و درصد خطای میانگین کل بارش تجمعی ۷۲ ساعته در حدود ۸٪) بیانگر کیفیت مطلوب مدل WRF در پیش‌بینی بارش است. همچنین استفاده از شاخص‌های درستی‌سنجی (کمیت‌های عددی و امتیازهای مهارتی) نشان داد که مدل در پیش‌بینی بارش بسیار شدید با آستانهٔ ۱۰۰ میلی‌متر کاملاً درست عمل کرده است. با توجه به نتایج ارائه شده می توان از اثرات و ارتباط این سه دورپیوند در بازه‌های زمانی مختلف برای پیش‌بینی به موقع بارش‌های سنگین در مناطق غرب و جنوب غرب کشور بهره برد.

کتاب‌نامه

۱. اسعدی، ع.، احمدی گیوی، ف.، قادر، س.، و محب‌الحجه، ع. ر. (۱۳۹۰). بررسی دینامیک مسیر توفان مدیترانه از دیدگاه شار فعالیت موج راسبی. *مجلهٔ ژئوفیزیک ایران، ٤*، ٤٥-۳۱.

۲. بهرامی، ف.، رنجبر سعادت‌آبادی، ع.، مشکوتی، ا. ح.، و کمالی، غ. ع. (۱۳۹۷). مطالعهٔ توفان‌های اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه بر مبنای شار فعالیت موج راسبی در دوره‌های خشک و تر بهاره ۱۳۸۷ و ۱۳۹۷ در ایران. *نشریهٔ هواشناسی و علوم جو، ۱*، ۲۰-۱.

۳. رضائیان، م.، محب‌الحجه، ع. ر.، احمدی گیوی، ف.، و نصر اصفهانی، م. ع. (۱۳۹۲). تحلیل آماری-دینامیکی رابطهٔ بین مسیر توفان مدیترانه و نوسان اطلس شمالی بر مبنای فرایافت فعالیت

موج. *مجلهٔ فیزیک زمین و فضا*، ۲، ۱۵۲–۱۳۹.

٤. غلامی رستم، م.، ساداتی‌نژاد، س. ج.، و ملکیان، آ. (۱۳۹۷). بررسی مطالعات انجام‌شده دربارهٔ تأثیر الگوهای دورپیوندی بر اقلیم ایران (۱۳۷۸–۱۳۹۳). *مجلهٔ علمی ترویجی نیوار*، (۱۰۲–۱۰۳)، ۷۸–۷۳.

٥. فرج‌زاده اصل، م.، احمدی، م.، علیجانی، ب.، قویدل رحیمی، ی.، مفیدی، ع.، و بابائیان، ا. (۱۳۹۲). بررسی وردایی الگوهای پیوند از دور و اثر آن‌ها بر بارش ایران. *نشریهٔ پژوهش‌های اقلیم شناسی*، (۱۵–۱٦)، ۳۱–٤٥.

٦. کریم‌خانی، م.، جمشیدی خزلی، ت.، آزادی، م.، و فتاحی، ا. (۱۳۹٦). اثر تفکیک افقی مدل WRF بر روی بارش در حوضه‌های آبریز کرخه و کارون. *مجلهٔ اکوبیولوژی تالاب*، *۳٤*، ۷٤–۵۵.

7. Ahmadi-Givi, F., Nasr-Esfahany, M. A., & Mohebalhojeh, A. R. (2013). Interaction of North Atlantic baroclinic wave packets and the Mediterranean storm track. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *140*, 754 - 765.
8. Alpert, P., Ziv, B., & Shafir, H. (2004). Semi-objective classification for daily synoptic systems: Application to the eastern Mediterranean climate change. *International Journal of Climatology*, *24*(8), 1001-1011.
9. Barnston, A. G., & Livezey, R. E. (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, *115*(6), 1083-1126.
10. Chang, E. K. M. (1993). Downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *50*, 2038-2053.
11. Corona, R., & Montaldo, N. (2017). On the role of NAO-driven interannual variability in rainfall seasonality on water resources and hydrologic design in a typical mediterranean basin. *Journal of Hydrometeorology*, *19*, 485-498.
12. Danielson, R. E., Gyakum, J. R., & Straub, D. N. (2006). A case study of downstream baroclinic development over the North Pacific Ocean. Part II: diagnoses of eddy energy and wave activity. *Monthly Weather Review*, *134*, 1549-1567.
13. Esler, J. G., & Haynes, P. H. (1999). Baroclinic wave breaking and internal variability of the tropospheric circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *56*, 4014-4031.
14. Ferranti, L., Palmer, T. N., Molteni, F., & Klinker, E. (1990). Tropical-extratropical interaction associated with the 30–60-day oscillation and its impact on medium and extended range prediction. *Journal of the Atmospheric*

Sciences, *47*(18), 2177-2199.

15. Flocas, H. A., Simmonds, I., Kouroutzoglo, J., & Keay, K. (2010). On cyclonic tracks over the eastern Mediterranean. *Journal of Climate*, *23*(19), 5243-5257.
16. Higgins, R. W., & Mo, K. C. (1997). Persistent North Pacific circulation anomalies and the tropical intraseasonal oscillation. *Journal of Climate*, *10*(2), 223-244.
17. Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, *269*, 676-679.
18. Hurrell, J. W., & van Loon, H. (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, *36*, 301-326.
19. Kamimera, H., Mori, S., Yamanaka, M. D., & Syamsudin, F. (2012). Modulation of diurnal rainfall cycle by the madden–julian oscillation based on one-year continuous observations with a meteorological radar in west sumatera. *Scientific Online Letters On The Atmosphere*, *8*, 111-114.
20. Knutson, T. R., & Weickmann, K. M. (1987). 30–60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Monthly Weather Review*, *115*(7), 1407-1436.
21. Lau, K. M., & Phillips, T. J. (1986). Coherent Fluctuations of Fxtratropical Geopotential Height and Tropical Convection in Intraseasonal Time Scales. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *43*(11), 1164-1181.
22. Madden, R. A., & Julian, P. R. (1971). Detection of a 40-50-day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *28*(5), 702-708.
23. Maheras, P., Flocas, H. A., Patrikas, I., & Anagnostopoulou, C. H. R. (2001). A 40-year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology*, *21*(1), 109-130.
24. Nasr-Esfahany, M. A., Ahmadi-Givi, F., & Mohebalhojeh, A. R. (2011). An energetic view of the relation between the Mediterranean storm track and the North Atlantic Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 749-756.
25. Nasuno, T. (2019). Moisture transport over the Western maritime continent during the 2015 and 2017 YMC Sumatra campaigns in global cloud-system-resolving simulations. *Scientific Online Letters On The Atmosphere*, *15*, 99-106.
26. Nazemosadat, M. J., & Ghasemi, A. R. (2004). Quantifying the ENSO-related shifts in the intensity and probability of drought and wet periods in Iran. *Journal of Climate*, *17*, 4005-4018.
27. Nissen, K., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G., Ulbrich, S., & Ulbrich, U. (2010).

Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: Characteristics, trends and links to large-scale patterns. *Natural Hazards and Earth System Science*, *10*(7), 1379-1391.

28. Orlanski, I., & Katzfey, J. J. (1991). The life cycle of a cyclone wave in the southern hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *48*, 1972-1998.
29. Orlanski, I., & Sheldon, J. P. (1993). A case of downstream baroclinic development over western North America. *Monthly Weather Review*, *121*, 2929-2950.
30. Pagano, T. C., Mahani, S. H., Nazemosadat, M. J., & Sorooshian, S. (2003). Review of Middle Eastern hydroclimatology and seasonal teleconnections. *Iranian Journal of Science and Technology*, *27*, 95-109.
31. Plumb, R. A. (1986). Three-dimensional propagation of transient quasigeostrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time-mean flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *43*, 1657-1678.
32. Rodwell, M. J., Rowell, D. P., & Folland, C. K. (1999). Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, *398*, 320-323.
33. Shi, J. J., Tao, W. K., Matsui, T., Cifelli, R., Hou, A., Lang, S., …, & Petersen, W. (2010). WRF simulations of the 20-22 January 2007 snow events over Eastern Canada: Comparison with in situ and satellite observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *49*(11), 2246–2266.
34. Takaya, K., & Nakamura, H. (2000). A formulation of a phase-independent wave activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *58*, 608-627.
35. Takemi, T., & Unuma, T. (2019). Diagnosing environmental properties of the July 2018 heavy rainfall event in Japan. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, *15*, 60-65.
36. Tartaglione, C. A., Smith, S. R., & O'Brien, J. J. (2003). ENSO impact on hurricane landfall probabilities for the Caribbean. *Journal of Climate*, *17*, 2925-2931.
37. Teng, K. C., Malonet, E., & Barnes, E. (2019). The Consistency of MJO teleconnection patterns: An explanation using linear rossby wave theory. *Journal of Climate*, *32*(2), 531-548.
38. Wallace, J. M., & Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, *109*(4), 784-812.
39. Wang, Z., & Yang, S. (2018). Teleconnection between summer NAO and East China Rainfall variations: A bridge effect of the Tibetan Plateau. *Journal of Climate*, *31*, 6433-6444.
40. Wu, P., Arbain, A. A., Mori, S., Hamada, J. I., Hattori, M., Syamsudin, F., & Yamanaka, M. D. (2013). The effects of an active phase of the Madden-Julian

Oscillation on the extreme precipitation event over Western Java Island in January 2013. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, *9*, 79-83.

41. Zhang, P., Wand, B., & Wu, Z. (2019). Weak ElNiño and winter climate in the Mid -to High latitudes of Eurasia. *Journal of Climate*, *32*(2), 405-421.